

Вестник ТвГУ. Серия "География и Геоэкология". 2018. № 1.

УДК 556.555.5+551.583.16+528.88

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА РЫБИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА И ИССЛЕДОВАНИЕ ЕГО МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ И РАДИОМЕТРИИ*

С.А. Лебедев^{1, 2, 3}, П.В. Ключев⁴

¹ Геофизический центра РАН, Москва

² Майкопский государственный технологический университет, Майкоп

³ Почетный профессор Тверского государственного университета, Тверь

⁴ Тверской государственной университет, Тверь

В работе представлены результаты идентификации ледяного покрова и исследование межгодовой изменчивости ледового режима Рыбинского водохранилища по данным спутниковой альтиметрии и радиометрии. Для этого проводился анализ совместного распределения радиояркостной температуры подстилающей поверхности, измеряемой по двум каналам бортовым микроволновым радиометром, и коэффициента обратного рассеяния на частоте Ku, рассчитываемого по данным альтиметра. На основании анализа совместного распределения этих параметров были выделены две области скопления, которые соответствовали чистой воде и скоплению льда. Верификация этих областей проводилась по данным серии изображений в видимом диапазоне многоканальных спектрорадиометров MODIS спутников Terra и Aqua, спектрометра MERIS спутника ENVISAT и серии спутников Landsat. Результаты исследования показали, что данный подход позволяет с достаточной точностью идентифицировать ледяной покров на акватории Рыбинского водохранилища. По данным спутников Jason-1 и Jason-2 с 2002 по 2016 годы время начала ледостава смещается со скоростью $0,624 \pm 0,152$ суток в год, а время начала вскрытия – $0,673 \pm 0,256$ суток в год. Продолжительность ледового режима за этот временной интервал уменьшалась со скоростью $-1,303 \pm 0,341$ суток в год. Максимальная продолжительность ледостава наблюдалась зимой 2002/2003 годов и составила 164 дня, а минимальная – зимой 2006/2007 годов и составила 134 дня.

Ключевые слова: *Рыбинское водохранилище, ледовый режим, дистанционное зондирование, спутниковая альтиметрия, спутниковая радиометрия.*

* Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 17-05-41117_РГО_а «Оценка современного гидрологического состояния крупных озер и водохранилищ Восточно-Европейской равнины на основе численного моделирования и новых алгоритмов обработки данных спутникового микроволнового зондирования»

Введение

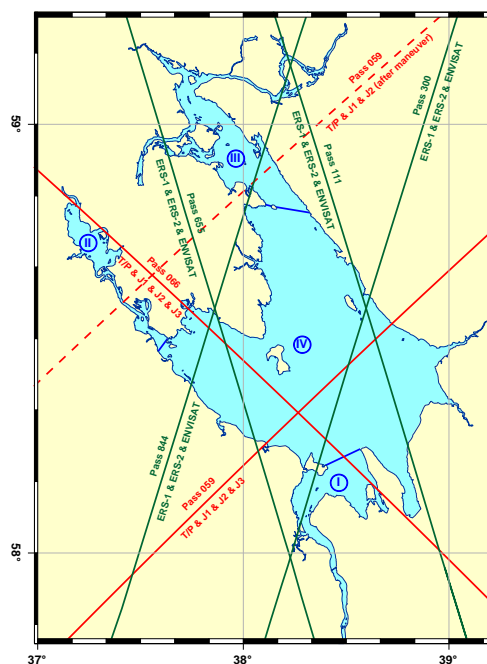
Ледовый режим Рыбинского водохранилища наиболее детально исследован по сравнению с другими водохранилищами бассейна Верхней Волги (Верхневолжское, Ивановское, Угличское, Шекснинское и Горьковское водохранилища). В 1944 г. была создана первая в СССР специализированная Рыбинская гидрометеорологическая обсерватория, которая выполняет регулярные наблюдения за ледовой обстановкой на постах и рейдовых вертикалях, ледово-термические разрезы и съемки, специальные наблюдения за нарастанием и таянием льда и т.д. [2, 12]. С 1947 года по 1972 год периоды замерзания и вскрытия водохранилища определялись по данным ледовой авиационной разведки. На смену им в настоящее время пришло дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ) из космоса, которое хорошо зарекомендовало себя при исследовании ледовой обстановки на акваториях Северного Ледовитого и Южного океанов [4, 9, 15, 26, 27, 29], а также внутренних морей [7, 17–21] и крупных водных объектов [1, 4, 10, 11, 16, 22–24, 30].

Ледовый режим Рыбинского водохранилища

Рыбинское водохранилище является озеровидным водоемом, и его форма определяется строением Молого-Шекснинской низины, вытянутой с северо-запада на юго-восток. В пределах водохранилища выделяются четыре основных района: центральный крупнейший плес водохранилища (по терминологии М.А. Фортунатова этот плес называется главным [13]) и три боковых плеса, расположенные по подтопленным долинам рек Волги, Мологи и Шексны (рис. 1).

По данным ледовой авиационной разведки за период с 1947 года по 1972 год было установлено, что для Рыбинского водохранилища можно выделить два типа ледообразования [2, 12]. Первый тип характерен для озер и водохранилищ в тихую погоду, а также для участков рек с небольшой скоростью течения, и может происходить лишь при отсутствии ветрового волнения, когда при отрицательных значениях температуры воздуха вода переохлаждается только в тонком поверхностном слое. В этом слое возникают первичные иглообразные кристаллы, из которых формируется тонкая первоначальная корка льда. Дальнейшее нарастание толщины льда происходит уже в результате кристаллизации воды на нижней поверхности ледяного покрова. Скорость этого процесса определяется тепловым потоком от водной массы через слой льда в атмосферу.

Первый тип замерзания наблюдался на Рыбинском водохранилище в 1948, 1955–1957, 1965, 1969–1970 и 1972 гг. [2].



Р и с. 1. Схема Рыбинского водохранилища:

- I – волжский плес,
- II – моложский плес,
- III – шекснинский плес,
- IV – главный плес.

Положение трексов спутников TOPEX/Poseidon (T/P), Jason-1 (J1), Jason-2 (J2) и Jason-3 (J3) показаны красной сплошной линией и штриховой линией после совершения маневров спутниками T/P, J1 и J2. Положение трексов спутников ERS-1, ERS-2 и ENVISAT показано зеленой сплошной линией.

Второй тип ледообразования характерен для озер и водохранилищ в ветреную погоду, а также для участков рек с быстрым течением. Вследствие интенсивного турбулентного перемешивания переохлаждение воды при этом распространяется на значительную глубину, что приводит к образованию внутриводного льда в виде кристаллов, взвешенных в потоке или примерзших к погруженным в воду предметам и ко дну (донный лед). Первичные кристаллы внутриводного льда имеют форму пластинок различной конфигурации и дисков. С увеличением концентрации внутриводного льда отдельные кристаллы группируются в скопления, которые называются шугой. На равнинных реках скопления шуги (шуговые поля) в процессе движения по течению постепенно промерзают с поверхности и превращаются в плавучие льдины. Кристаллы внутриводного льда могут также заноситься течением под кромку ледяного покрова и откладываться под ним в виде скоплений неподвижной шуги.

Второй тип замерзания имел место в 1942–1947, 1949–1954, 1958–1964, 1966–1968 и 1971 гг. [2].

Появление льда на Рыбинском водохранилище происходит, прежде всего, в прибрежных районах моложского и шекснинского плесов и устья небольших рек и ручьев. Затем лед появляется в центральном плесе и Переборском заливе (залив, прилегающий к плотине на Волге и шлюзу) и, наконец, в волжском плесе.

В узких речных плесах Рыбинского водохранилища, отличающихся повышенной скоростью течения, ледостав менее продолжителен, чем в открытой части водоема. В центральном плесе ледостав в среднем на 5–10 суток продолжительнее, чем в заливах. При средней продолжительности около 155 суток ледостав в центральном плесе в отдельные зимы держится до 190 суток (1960–1961 гг.) [2].

Разрушение ледяного покрова на Рыбинском водохранилище, как и на озерах и других водохранилищах, начинается обычно с таяния снега на льду. По мере таяния все большая часть солнечной радиации проникает в лед и вызывает его разрушение. Когда снег исчезает, часть радиации проходит через всю толщу льда в воду и способствует некоторому нагреванию ее, что приводит к таянию льда снизу. По наблюдениям на Рыбинском водохранилище при отсутствии снега через лед толщиной около 50 см в воду проникает до 10% падающей на его поверхность солнечной радиации. Постепенно в ледяном покрове образуется множество больших и малых проталин, а сам лед приобретает столбчатую структуру. После этого значительную роль в разрушении ледяного покрова начинает играть динамическое воздействие ветра, а также повышение уровня водохранилища.

Вскрытие льда на Рыбинском водохранилище начинается на речных участках с образования закраин, промоин, появления полыней, трещин и разводий, далее начинается вскрытие остальных районов водохранилища. Сроки ледовых явлений весной зависят от суровости зимы (которая определяет толщину льда) и времени перехода среднесуточной температуры воздуха через нуль к положительным значениям. При теплой дружной весне период от вскрытия до очищения сокращается. Если весной наблюдаются возвраты холода, процесс очищения растягивается на 15–20 дней (1949, 1954, 1956, 1958 гг.) [2].

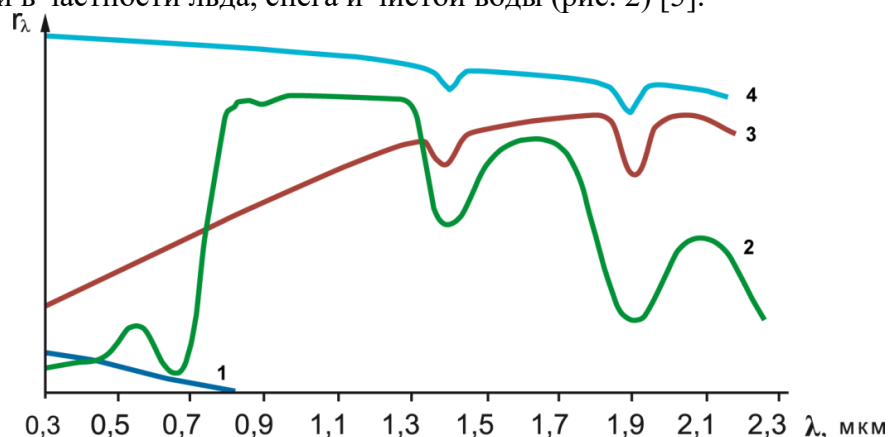
На разрушение ледяного покрова в некоторой степени оказывают влияние факторы, связанные с эксплуатацией водохранилища. Так, на волжском плесе более интенсивное разрушение льда наблюдается при максимальных сбросах воды из Угличского водохранилища (около 7000–8000 м³/с). В Переборском заливе и на судоходных трассах разрушению ледяного покрова способствует взламывание льда ледоколами. Сброс льда через плотину в Горьковское водохранилище не производится.

Изучение ледового режима по данным дистанционного зондирования

В настоящее время для исследования ледового режима как океанов и морей, так и крупных озер и водохранилищ, используется широкий спектр данных ДЗЗ.

В первую очередь это данные спутниковой радиометрии в видимом, инфракрасном (ИК) и микроволновом (СВЧ) диапазонах.

Выделение объектов по этому типу данных ДЗЗ основывается на различии спектральной отражательной способности различных объектов [6] и в частности льда, снега и чистой воды (рис. 2) [5].



Р и с. 2. Кривые спектральной яркости основных классов природных объектов: 1 – водные объекты; 2 – растительность; 3 – почвы и горные породы; 4 – снег, облака [5].

Водные поверхности характеризуются самыми низкими значениями отражательной способности и монотонным уменьшением ее от сине-фиолетовой к красной зоне спектра, поскольку длинноволновое излучение сильнее поглощается водой.

Снежный и ледяной покров обладает наиболее высокими значениями коэффициентов спектральной яркости с небольшим их понижением в ближней инфракрасной зоне спектра.

Для дешифрирования спутниковых изображений по данным в видимом и ближнем ИК диапазоне используют различные индексы [14]. Например, индекс NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) – нормализованный относительный индекс растительности – простой количественный показатель фотосинтетически активной биомассы (обычно называемый вегетационным индексом), который вычисляется

по формуле $NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED}$, где NIR – отражение в ближней

инфракрасной области спектра, RED – отражение в красной области спектра. Согласно этой формуле, плотность растительности (NDVI) в определенной точке изображения равна разнице интенсивностей отраженного света в красном и инфракрасном диапазоне, деленной на сумму их интенсивностей.

Расчет NDVI базируется на двух наиболее стабильных (не зависящих от прочих факторов) участках спектральной кривой отражения сосудистых растений. В красной области спектра (0,6–0,7 мкм) лежит максимум поглощения солнечной радиации хлорофиллом

высших сосудистых растений, а в инфракрасной области (0,7–1,0 мкм) находится область максимального отражения клеточных структур листа. То есть высокая фотосинтетическая активность (связанная, как правило, с густой растительностью) ведет к меньшему отражению в красной области спектра и большему в инфракрасной. Отношение этих показателей друг к другу позволяет четко отделять и анализировать растительные от прочих природных объектов (табл. 1). Использование нормализованной разности между минимумом и максимумом отражений увеличивает точность измерения, позволяет уменьшить влияние таких явлений как различия в освещенности снимка, облачности, дымки, поглощение радиации атмосферой и пр.

Т а б л и ц а 1

Значение NDVI для различных природных объектов [5].

Тип объекта	Коэффициент отражения в красной области спектра	Коэффициент отражения в инфракрасной области спектра	Значение индекса NDVI
Густая растительность	0,100	0,50	0,700
Разряженная растительность	0,100	0,30	0,500
Открытая почва	0,250	0,30	0,025
Облака	0,250	0,25	0,000
Снег и лед	0,375	0,35	-0,050
Вода	0,020	0,01	-0,250
Искусственные материалы (бетон, асфальт и т.д.)	0,300	0,10	-0,500

Индекс NDVI может быть рассчитан на основе любых снимков высокого, среднего или низкого разрешения, имеющих спектральные каналы в красном (0,55–0,75 мкм) и инфракрасном диапазоне (0,75–1,0 мкм). Алгоритм расчета NDVI встроен практически во все распространенные пакеты программного обеспечения, связанные с обработкой данных дистанционного зондирования (Arc View Image Analysis, ERDAS Imagine, ENVI, Ermapper, Scanex MODIS Processor, ScanView и др.).

Природные объекты (например, снег, лед и вода), не связанные с растительностью благодаря особенности отражения в ближней ИК области спектра, имеют фиксированное значение NDVI (табл. 1), что позволяет использовать этот параметр для их идентификации.

Однако данные ДЗЗ в видимом и ИК диапазонах обладают недостатками. Во-первых, спектрометр, установленный на ИСЗ, регистрирует суммарное излучение земной поверхности и атмосферы, поэтому необходимо учитывать влияния атмосферы. Во-вторых, зондированию в этих диапазонах мешает облачность, что снижает

количество спутниковых изображений, пригодных для дешифрирования. Так для акватории Рыбинского водохранилища и прилегающих территорий для временного интервала с 1 ноября 2016 г. по 15 мая 2017 г. из 392 снимков спектрорадиометра MODIS спутников Terra и Aqua для дешифрирования (сплоченность облачности менее 19%) пригодными оказались только 57 снимков.

Т а б л и ц а 2

Краткие сведения о спутниковых СВЧ-радиометрах [25]

Название прибора	Спутник	Время активной работы, <i>месяц/год</i>	Рабочие частоты, <i>ГГц</i>	Поляризация	Угол сканирования, <i>град</i>	Ширина полосы обзора, <i>км</i>	Пространственное разрешение, <i>км</i>
SMMR	Nimbus-7	10/1978–08/1987	18,0 37,0	V, H V	50,2	600–780	55 x 41 27 x 18
SSMI	DMSP-F08	07/1987–12/1991	19,35 22,235 37,0	V, H V V, H	53,1	1400	69 x 43 50 x 40 37 x 28
	DMSP-F10	12/1990–11/1997					
	DMSP-F11	12/1991–05/2000					
	DMSP-F13	05/1995–11/2009					
	DMSP-F14	05/1997–08/2008					
	DMSP-F15	12/1999– нв					
TMI	TRMM	08/1997–04/2015	19,35 21,3 37,0	V, H V V, H	35	760	4,4–45
AMSR-J	ADEOS-II	12/2002–10/2003	18,7 23,8 36,5	V, H	55	1600	25 x 14 29 x 17 14 x 8
SSMIS	DMSP-F16	10/2003– нв	19,35 23,235 37,0	V, H V V, H	53,1	1400	69 x 43 50 x 40 37 x 28
	DMSP-F17	12/2006– нв					
	DMSP-F18	10/2009– нв					
	DMSP-F19	04/2014– нв					
AMSR-E	Aqua	05/2002– нв	18,7 23,8 36,5	V, H V V, H	55	1450	27 x 16 32 x 18 14 x 8
AMSR-2	GCOM-W1	07/2012– нв	18,7 23,8 36,5	V, H	55	1450	22 x 14 19 x 11 12 x 7
GMI	GPM	02/2014– нв	18,7 23,8 36,5	V, H V V, H	48,5	930	18 x 11 16 x 10 15 x 9

Для оценки сплоченности морского льда на практике успешно применяются данные микроволнового пассивного зондирования. Преимущества использования СВЧ-радиометров для мониторинга морского льда обусловлены значительной разницей в микроволновом

диапазоне в излучательной способности открытой воды и различных типов льда, а также всепогодностью микроволновых датчиков, их способностью вести измерения в любое время суток. СВЧ-радиометры могут осуществлять ежедневный мониторинг параметров морского льда, как в глобальном, так и в региональном масштабе. Однако на сегодняшний день эти приборы имеют малое пространственное разрешение (табл. 2). Этот факт препятствует использованию микроволновых данных в региональных целях, в частности для мониторинга таких водных объектов, как озера и водохранилища [3, 9, 12, 15, 26, 27, 29].

Морские льды широко изучаются с использованием активных данных ДЗЗ, в частности спутниковой радиолокации с помощью радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) [7, 26, 29]. Уникальным свойством радиолокационной съемки является возможность получать изображение с высоким пространственным разрешением (вплоть до нескольких метров) в широкой полосе обзора (табл. 3) независимо от естественной освещенности (времени суток и года) и облачного покрова [7].

Таблица 3

Краткие сведения о спутниковых РСА [7, 25]

Спутник	Время активной работы, месяц/год	Частота зондирующего сигнала, ГГц	Длина волны зондирующего сигнала, см	Поляризация	Угол падения, град	Ширина полосы обзора по наземной дальности, км	Пространственное разрешение, м
SEASAT	06/1978–10/1978	1,275	23,5	HH	20	100	25
ERS-1	07/1991–06/1996	5,25	5,66	VV	23	100	25
«Алмаз»	03/1991–09/1992	3,1	9,6	HH	17–62	30–60	25
JERS-1	11/1992–10/1998	1,275	23,5	HH	39	75	18
ERS-2	04/1995–06/2002	5,25	5,66	VV	23	100	25
RADARSAT-1	10/1995–03/2013	5,3	5,66	HH	20–50	50–500	8–100
ENVISAT	03/2002–04/2012	5,7	5,66	HH VV VH HV	15–45	56–400	25–150
RADARSAT-2	12/2007– нв	5,3	5,66	HH VV VH HV	20–60	18–500	3–100
Terra-SAR-X TanDEM-X.	06/2007– нв 06/2010– нв	9,65	3,13	HH VV	20–55	10 x 5 30 x 50	1 3

				VH HV		100 x 150	16
COSMO-SkyMed	06/2007– нв	9,6	3,1	HH VV VH HV	20–25 20–50 50–59,5	10 x 10 40 100 200	1 3–15 30 100
SENTINEL-1	04/2014– нв	5,405		HH+HV VV+VH VH HV	20–46	80 250 400	5 x 5 5 x 20 25 x 100

Использование поляризационной информации позволяет улучшить определение характеристик ледяного покрова. Поляризационное отношение улучшает разделение льдов и участков открытой водной поверхности. Использование полной поляриметрической информации, а также данных на кросс-поляризациях позволяет определять более полный состав характеристик морских льдов. На кросс-поляризациях лучше выделяются гряды торосов, участки ровного и торосистого льдов [3, 9, 15, 26, 27, 29].

Изучение ледового режима по данным спутниковой альтиметрии и СВЧ радиометрии

Для корректного исследования любого процесса, в том числе и ледовой обстановки, используют несколько типов данных ДЗЗ. Это позволяет более точно идентифицировать то или иное явление. Однако в большинстве случаев различные данные ДЗЗ имеют различное пространственное разрешение и разницу во времени их проведения, что в некоторых случаях затрудняет их совместный анализ.

Т а б л и ц а 4

Основные характеристики микроволновых радиометров, базирующихся на борту ИСЗ, проводящих альтиметрические измерения.

Название прибора	Спутник	Время активной работы, месяц/год	Каналы радиометра, гг	Поляризация	Угол падения (сканирования), град	Пространственное разрешение, км
EMR1	ERS-1	07/1991–06/1996	23,8 36,5	–	+2,5° -1,5°	20,0 22,4
EMR2	ERS-2	04/1995–06/2002				
MWR	ENVISAT	03/2002–04/2012				
	Sentinel-3A	02/2016– нв				

TMR	TOPEX/ Poseidon	08/1992–01/2006	18,0 21,0 37,0		надир	43.4 36.4 22.9
WVR	GFO–1	02/1998–09/2008	22,2 37,0			14,0 22,0
JMR	Jason–1	12/2001–07/2013	18,7			41.6
AMR	Jason–2	06/2008–06/2017	23,8		надир	36.1
	Jason–3	01/2016– нв	34,0			22.9
AltiKa	SARAL/AltiKa	02/2013– нв	23.8 37.0			12 8
CSMR	HY–2 (HaiYang)	07/2013– нв	18.7 23.8 37.0	VH V VH	47,8°	36 30 18

В нашем исследовании мы опирались на метод совместного анализа данных спутниковой альтиметрии и СВЧ радиометра, разработанный в работах [16–24, 30]. Преимущество такого подхода заключается в следующем. Во-первых, оба сенсора (альтиметр и радиометр) расположены на борту одного ИСЗ, а в некоторых случаях и объединены в один прибор (например, как в спутнике SARAL/AltiKa). Во-вторых, измерения обоих сенсоров проводятся одновременно. В-третьих, альтиметрические измерения проводятся в точке надира (это обусловлено геометрией метода спутниковой альтиметрии [7, 8]), а измерения радиометра проводятся также в точке надира или близкой к ней (табл. 5).

Т а б л и ц а 5

Основные характеристики альтиметров [8].

Альтиметер	Спутник носитель	Время активной работы, месяц/год	Рабочая частота, ГГц	Длительность импульса, нс	Частота повторения импульсов, МГц	Пространственно е разрешение, км
GEOSAT	GEOSAT	03/1985–12/1989	13,5	3,125	500	670
RA	ERS–1	07/1991–06/1996	13,8	12,121 [*]	1020	530
	ERS–2	04/1995–06/2002		3,030		
TOPEX NRA	TOPEX/ Poseidon	08/1992–01/2006	13,575	3,125	4200	700
			5,3	10	1220	
3,125						
Poseidon–1			13,65	3,125	1718	
GFO–RA	GFO–1	04/1995–06/2002	13,5	3,125	500	570
Poseidon–2	Jason–1	12/2001–07/2013	13,575	3,125	2060	700
			5,3	10		
				3,125		

* — Первая, для профилирования морских льдов и ледников Гренландии и Антарктиды, вторая – для измерения высоты морской поверхности

Альтиметер	Спутник носитель	Время активной работы, месяц/год	Рабочая частота, ГГц	Длительность импульса, нс	Частота повторения импульсов, МГц	Пространственно с разрешение, км
RA2	ENVISAT	03/2002–04/2012	13,575	3,125	1795,33	540
				12,5		
				50		
Poseidon–3	Jason–2	06/2008–06/2017	13,575	3,2	448,83	700
				6,25		
				10		
SADKO–2	ГЕОИК–2 №11	ошибка при выводе на орбиту	13,5	3,125	2060	–
				10		
				3,125		
RA–1	HY-2A	07/2013– нв	13,58	3,125	1400	2000
				12,5		
				50		
AltiKa	SARAL	02/2013– нв	13,75	5,25	6,25	3800
				2		640

Несмотря на то, что пространственное разрешение радиометра (табл. 4) и альтиметра существенно различаются (табл. 5), измерения радиометра проводятся со скважностью 1 с. Для водных объектов большой ширины вдоль трека спутника, каким является Рыбинское водохранилище (рис. 1), это позволяет идентифицировать наличие ледового покрова по радиояркостным температурам, измеренным на частотах 18–18,7 и 34–37 ГГц [28].

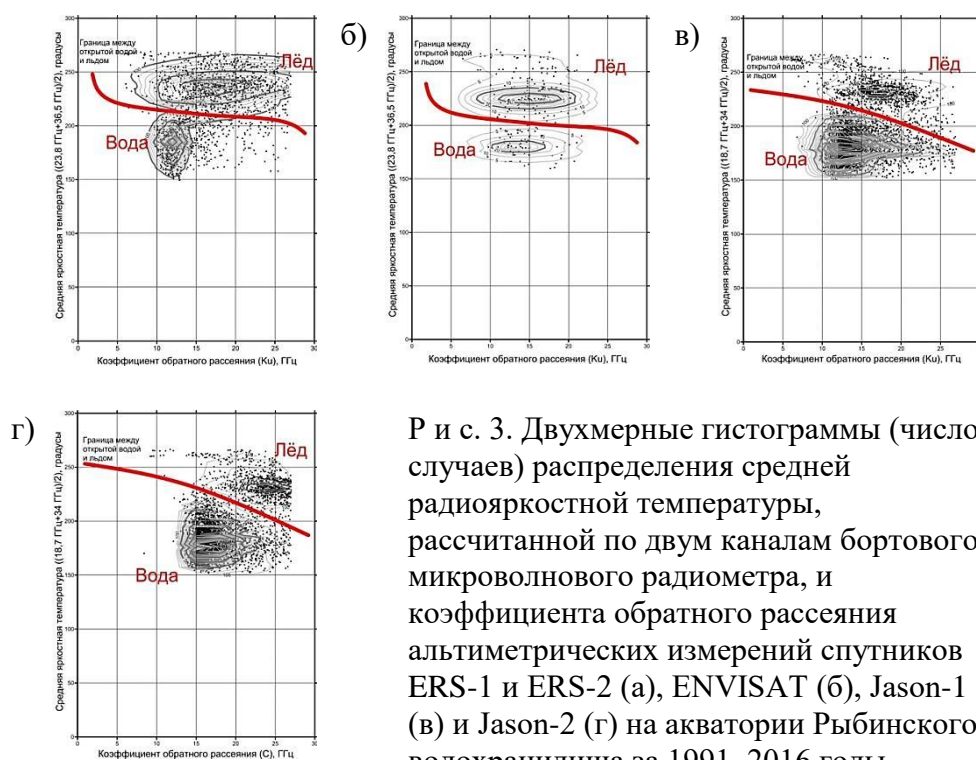
Недостатком идентифицирования ледяного покрова по данным спутниковой альтиметрии является тот факт, что измерения проводятся только вдоль треков (рис. 1).

При обработке данных спутников ERS-1, ERS-2 и ENVISAT необходимо учитывать, что каналы 23,8 и 36,5 ГГц отклонены от надира +2,5° и -1,5° соответственно. Таким образом, данные радиояркостной температуры первого канала отстоят от точки надира на 30,8 км, а второго – на 20,3 км. Чтобы совместить их с точкой надира, необходимо брать измерения радиояркостной температуры по каналу 23,8 ГГц на 5 измерений до, а по каналу 36,4 ГГц на 4 после времени измерения альтиметра.

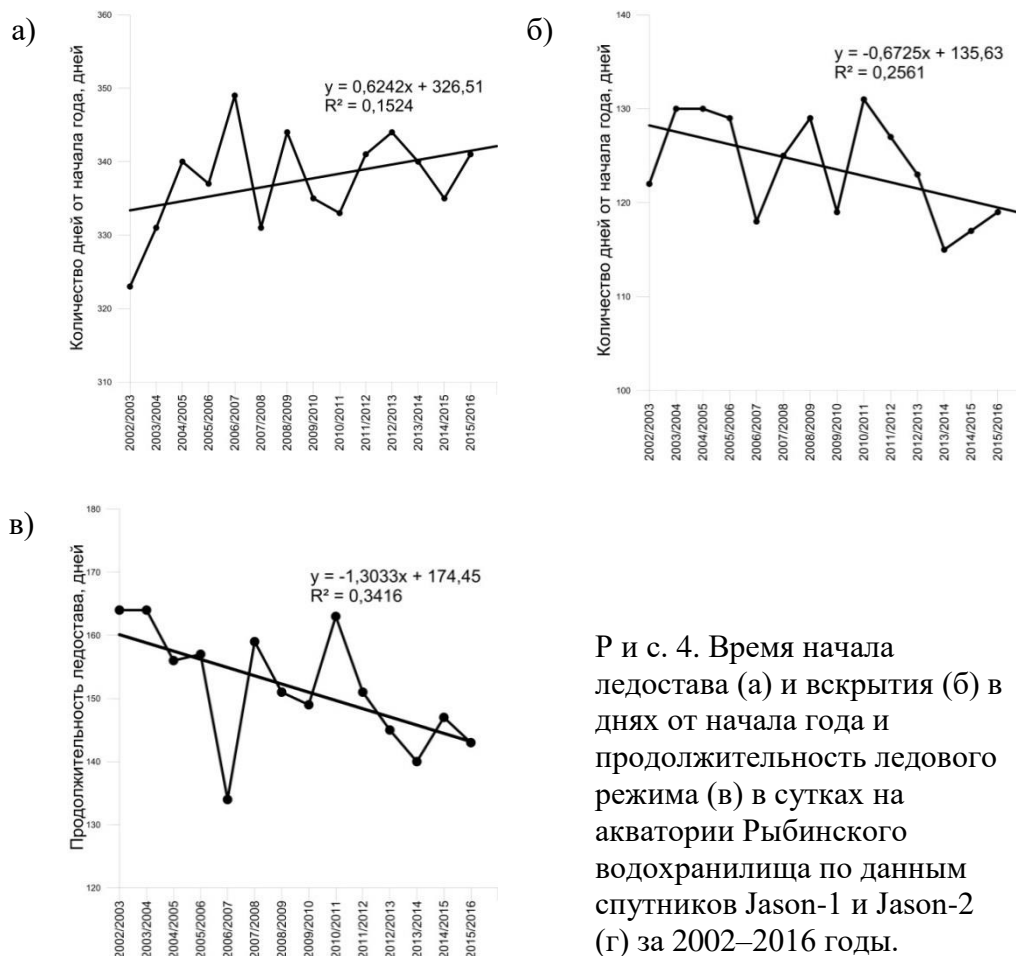
Анализ повторяемости соотношений коэффициента обратного рассеяния и нормированной радиояркостной температуры подстилающей поверхности, рассчитанной по каналам 23,8 и 36,5 ГГц для спутников ERS-1, ERS-2 и ENVISAT и каналам 18,7 и 34 ГГц для спутников Jason-1 и Jason-2, позволяет определить временной интервал появления ледяного покрова на подстилающей поверхности по границе между областями скопления точек на диаграммах рассеяния, построенных для каждого спутника.

Область, где коэффициент обратного рассеяния лежит в интервале 5–33 дБ, а нормированная радиояркая температура $T_n = \left(\frac{T_{18-18,7} + T_{34-37}}{2} \right)$ более 210°K, соответствует наличию устойчивого ледяного покрова на акватории водохранилища (рис. 3).

Верификация данной методики проводилась с привлечением данных многоканальных спектрорадиометров MODIS спутников Terra и Aqua, спектрометра MERIS спутника ENVISAT и серии спутников Landsat. Полученные результаты идентификации ледяного покрова позволили исследовать климатическую изменчивость времени начала, окончания и продолжительности ледового покрова на акватории Рыбинского водохранилища. По данным спутников Jason-1 и Jason-2 с 2002 по 2016 годы время начала ледостава смещается со скоростью $0,624 \pm 0,152$ суток в год (рис. 4а), а время начала вскрытия – $0,673 \pm 0,256$ суток в год (рис. 4б). Продолжительность ледового режима за этот временной интервал уменьшалась со скоростью $-1,303 \pm 0,341$ суток в год (рис. 4в). Максимальная продолжительность ледостава наблюдалась зимой 2002/2003 годов и составила 164 дня, а минимальная – зимой 2006/2007 годов и составила 134 дня.



Р и с. 3. Двухмерные гистограммы (число случаев) распределения средней радиояркой температуры, рассчитанной по двум каналам бортового микроволнового радиометра, и коэффициента обратного рассеяния альтиметрических измерений спутников ERS-1 и ERS-2 (а), ENVISAT (б), Jason-1 (в) и Jason-2 (г) на акватории Рыбинского водохранилища за 1991–2016 годы. Выделены области скопления данных, соответствующие чистой воде и льду.



Заключение

Результаты исследования показали, что данный подход позволяет с достаточной точностью идентифицировать ледяной покров на акватории Рыбинского водохранилища.

Список литературы

1. Аншаков Г.П., Журавель Ю.Н., Ращупкин А.В. Использование мульти- и гиперспектральных данных дистанционного зондирования для автоматизированного мониторинга рек и водоемов в весенний период // Компьютерная оптика. – 2015. – Т. 39. – № 2. – С. 224–233.
2. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Водохранилища Верхней Волги. / Под ред. З.А. Викулиной, В.А. Знаменского. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 291 с.

3. Йоханнессен О.М., Александров В.Ю., Фролов И.Е., Сандвен С., Петтерссон Л.Х., Бобылев Л.П., Клостер К., Смирнов В.Г., Миронов Е.У., Бабич Н.Г. Научные исследования в Арктике. Том 3. Дистанционное зондирование морских льдов на северном морском пути: изучение и применение. – С.-Пб.: Наука, 2007. – 512 с.
4. Каретников С.Г., Науменко М.А., Гузиватый В.В., Шимараев М.Н., Кураев А.В. Согласованность межгодовой изменчивости ледового режима Байкала и Ладожского озера. // География и природные ресурсы. – 2016. – № 2. – С. 69–77.
5. Кравцова В.И., Маслов А.А., Тутубалина О.В. Изображение Земли из космоса: примеры применения. Научно-популярное издание. – М.: ООО Инженерно-технологический центр «Сканэкс». – 2005. – 100 с.
6. Кринов Е. Л. Спектральная отражательная способность природных образований. – Л.: АН СССР, 1947. – 271 с.
7. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шерemet Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. – М.: ИКИ РАН, 2011. – 480 с.
8. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. – М.: Издательский центр «МОРЕ» Международного института океана, 2005. – 366 с.
9. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. / Под ред. В.Г. Смирнова. – СПб.: ААНИИ, 2011. – 240 с.
10. Сутырина Е.Н. Изучение особенностей ледово-термического режима озера Хубсугул с применением данных радиометра AVHRR // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2014. – Т. 11. – № 1. – С. 190–199.
11. Сутырина Е.Н. Особенности температурного режима оз. Байкал по данным радиометра AVHRR. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2016. – Т. 13. – № 5. – С. 121–130.
12. Финкельштейн М.И., Лазарев Э.И., Чижов А.Н. Радиолокационные аэроледомерные съемки рек, озер, водохранилищ. – Л.: Гидрометеиздат. – 1984. – 112 с.
13. Фортунатов М.А. Цветность и прозрачность воды Рыбинского водохранилища как показатели его режима // Тр. Инст. биол. водохр. АН СССР. – 1959. – Т. 2. – №. 5. – С. 246–352.
14. Черепанов А.С. Вегетационные индексы // Геоматика. – 2011. – №. 2. – С. 98–102.
15. Comiso J.C. Polar Oceans from Space. – New York: Springer, 2009. – 507 p. doi: 10.1007/978-0-387-68300-3.
16. Duguay C.R., Bernier M., Gauthier Y., Kouraev A. Remote sensing of lake and river ice. // Remote Sensing of the Cryosphere / Ed. M. Tedesco. – John Wiley & Sons, Ltd, 2015. – P. 273–306. doi: 10.1002/9781118368909.ch12

17. Kouraev A.V., Kostianoy A.G, Lebedev S.A. Recent changes of sea level and ice cover in the Aral Sea derived from satellite data (1992–2006) // *J. Marine Systems*. – 2009. – V. 76. – № 3. – P. 272–286. doi: 10.1016/j.jmarsys.2008.03.016.
18. Kouraev A.V., Papa F., Buharizin P.I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F. Study and monitoring of sea ice cover in the Caspian and Aral seas from TOPEX/Poseidon microwave data. // *Building the European Capacity in Operational Oceanography*. Elsevier Oceanography Series. V. 69. – Elsevier, 2003. – P. 141–145. doi: 10.1016/S0422-9894(03)80024-7.
19. Kouraev A.V., Papa F., Buharizin P.I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F. Ice cover variability in the Caspian and Aral seas from active and passive microwave satellite data // *Polar Research*. – 2003. – V. 22. – № 1. – P. 43–50. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00094.x.
20. Kouraev A.V., Papa F., Mognard N.M., Buharizin P.I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F. Sea ice cover in the Caspian and Aral Seas from historical and satellite data // *J. Marine Systems*. – 2004. V. 47. – № 1–4. – P. 89–100. doi: 10.1016/j.jmarsys.2003.12.011.
21. Kouraev A.V., Papa F., Mognard N.M., Buharizin P.I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F. Synergy of Active and Passive Satellite Microwave Data for the Study of First-Year Sea Ice in the Caspian and Aral Seas // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* – 2004. – V. 42. – № 10. – P. 2170–2176. doi: 10.1109/TGRS.2004.835307
22. Kouraev A.V., Shimaraev M.N., Buharizin P.I., Naumenko M.A., Cretaux J.-F., Mognard N.M., Legresy B., Remy F. Ice and snow cover of continental water bodies from simultaneous radar altimetry and radiometry observations // *Survey in Geophysics*. – 2008. – V. 29. – № 4–5. – P. 271–295. doi: 10.1007/s10712-008-9042-2.
23. Kouraev A.V., Zakharova E.A., Rémy F., Kostianoy A.G., Shimaraev M.N., Hall N.M.J., Suknev A.Ya. Giant ice rings on lakes Baikal and Hovsgol: Inventory, associated water structure and potential formation mechanism // *Limnology and Oceanography*. – 2016. – V. 61. № 3. – P. 1001–1014. doi: 10.1002/lno.10268.
24. Kouraev A.V., Zakharova E.A., Rémy F., Suknev A.Y. Study of Lake Baikal Ice Cover from Radar Altimetry and In-Situ Observations. // *Marine Geodesy*. – 2015. – V. 38. – спец № 1. – P. 477–486. doi: 10.1080/01490419.2015.1008155.
25. Kramert H. J. Observation of the Earth and its Environment. – Verlag Berlin Heidelberg: Springer, 2002. – 1509 p. doi: 10.1007/978-3-642-56294-5.
26. Microwave remote sensing of sea ice // Ed. F.D. Carsey. – Washington: American Geophysical Union, 1992. – 462 p.
27. Rees W.G. Remote Sensing of Snow and Ice. – New York: Taylor&Franc. Group, 2006. – 285 p.

28. Rybushkina G., Troitskaya Y., Soustova I. Ice cover determination of the Volga and the Don River reservoirs on the base of Jason-2 satellite observations // Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2014 IEEE International. – IEEE, 2014. – С. 149–152. doi: 10.1109/IGARSS.2014.6946378.
29. Sea Ice Physics and Remote Sensing / Eds. M. Shokr, N. Sinha. – Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 2015. – 579 p.
30. Zakharova E.A., Fleury S., Guerreiro K., Willmes S., Rémy F., Kouraev A.V., Heinemann G. Sea ice leads detection using SARAL/AltiKa altimeter // Marine Geodesy. – 2015. – V. 38. – спец № 1. – P. 522–533. doi: 10.1080/01490419.2015.1019655.

IDENTIFICATION OF THE RYBINSK RESERVOIR ICE COVER AND INVESTIGATION OF ITS INTERANNUAL VARIABILITY BASED ON SATELLITE ALTIMETRIC AND RADIOMETRIC DATA

S.A. Lebedev ^{1,2,3}, P.V. Klyuyev ⁴

¹ Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow

² Maykop State Technological University, Maykop

³ Professor Emeritus of Tver State University

⁴ Tver State University, Tver

The manuscript presents the results of the identification of the ice cover and the investigation of the interannual variability of the Rybinsk Reservoir ice regime based on satellite altimetry and radiometry. For this purpose, an analysis was made of the joint distribution of the radio brightness temperature of the underlying surface, measured by two channels on-board microwave radiometer, and the backscattering coefficient at Ku frequency calculated from altimeter data. Based on the analysis of the joint distribution of these parameters, two areas of the cluster were identified that corresponded to pure water and ice accumulation. Verification of these areas was carried out according to a series of images in the visible range of the multichannel spectroradiometers MODIS of Terra and Aqua satellites, MERIS spectrometer of ENVISAT satellite and Landsat series of satellites. The results of the research showed that this approach allows us to identify with adequate accuracy the ice cover in the water area of the Rybinsk Reservoir. According to the Jason-1 and Jason-2 satellites, from 2002 to 2016, the time for the start of the freeze-up shifted at a rate of 0.624 ± 0.152 days per year, and the opening time was 0.673 ± 0.256 days per year. The duration of the ice regime for this time interval decreased at a rate of -1.303 ± 0.341 days per year. The maximum duration of freezing was observed in the winter of 2002/2003 and amounted to 164 days, and the minimum - in the winter of 2006/2007 and was 134 days.

Keywords: *Rybinsk Reservoir, ice regime, remote sensing, satellite altimetry, satellite radiometry.*

Об авторах:

ЛЕБЕДЕВ Сергей Анатольевич – доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник Геофизического центра РАН, заведующий Лабораторией геоэкологии, геоинформатики и рационального природопользования Майкопского государственного университета, почетный профессор Тверского государственного университета, e-mail: lebedev@wdcb.ru

КЛЮЕВ Павел Валерьевич – студент 3 курса Тверского государственного университета по направлению 05.03.06 «Экология и природопользование», e-mail: pasha.kliuev2015@yandex.ru.